

誌會學床礦物礦石岩

第三十五卷 第三號

昭和二十六年八月一日

文 報 研 究

- | | | | | |
|------------------------------|-----|----|----|----|
| 山形県赤山鉾山産銅鉍石の熱的研究 第2報(続)..... | {菅山 | 木江 | 淺徳 | 參載 |
| 福岡県吉原鉍山酸化鉄鉍と黄鉄鉍の共生に就て | {林郷 | 田原 | 志賀 | 載造 |
| 岩手県夏根田上流地方に於ける火成活動に就いて | 早川 | 典久 | | |
| 二三の角閃石——綫状鉄鉍に就いて (I) | 淺野 | 五郎 | | |

介 紹 刊 新

Elements of optical mineralogy, Part II (4th edition) by Winchell, A. N. and Winchell, H.

抄 録

放射能と鉍床、断口写真、柘留石族に於ける Y 其他の微量成分の役割、ゼンソ
ファイライト; Corichalcite, cornwallite, enchroite, liroconite 及び olive-
nite; Empressite と Stuetzite

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室内

日本岩石礦物礦床學會

新 刊 紹 介

Elements of optical mineralogy, Part II (4th edition), **Winchell, A. N., Winchell, H.** 第3版が発行されて以来の新資料を加えて、本年1月に Winchell 父子に依つて第4版が刊行された。本文総頁 531 頁、附図 427 図で、第3版に較べると約 25% 増大しているが、良質の用紙が用いられたため、厚さには変りがない。鉱物の記載の初めに X 線資料が書き加えられ、その文献も脚註として示されているため重宝である。鉱物の配列は X 線的研究の結果に従っている。章に分つこと 10。即ち I. Elements, II. Halides, III. Sulfides, IV. Oxides, V. Carbonates, VI. Other mineral carbon compounds, VII. Borates, VIII. Sulfates, IX. Phosphates, X. Silicates.

屈折率はフランス式の Np, Nm, Ng の代りに, Nx, Ny, Nz で示され、四成分の混比を正方形で示した場合にその混比を讀み易くする爲めの H. Winchell の考案した図が添加され、角閃石族に就いては八成分の混比と光学性質の關係を示す図の試案が掲げられている。斜長石族では最大消光角を示す曲線が訂正され、又 Nieuwenkamp の考案した双晶二個体の複屈折の比から成分を求める新方法が付け加えられ、新鉱物の中には本邦で命名記載された小藤石、手稻石、阿武隈石他多数も記載されている。珪酸塩鉱物には特に頁を用い、本書の後半がこれにあてられている。(John Wiley & Sons, New York, 送料, 税共 \$ 13.35) [大森]

放射能と鑛床 Keevil, N. B. 放射能は鉱床に関する種々の問題の中で重要なものである。放射性金屬鉱床の放射能から淺い金屬鉱床の位置が推かめられ、又放射能の異常分布から断層が定められ、岩石中の放射能の變化から岩石の対比が出来る。普通の造岩元素に中性子を人工的にあてて得られた放射能は logging method として役に立つ。種々の岩石中の放射性元素は塩基性岩石よりも花崗岩やペグマタイトの方に多く、又放射性鉱石の成因も判明してきた。放射能から計算された He と Pb の比から、He 法、の鉛法又は同位元素法によつて地質時代を計算することが出来る。

例えば二三の塩基性岩石の He 年齢を示すと次の様である。

産 地	Helium Index	地質時代	He 年齢
Yellowstone Park	12	中新世	21
Newfoundland	53	三疊紀	105
Quebec	61	三疊紀	120
Newfoundland	321	オルドヴィス紀	530
Wyoming	200	ケウイナウ統	575

He 法は地質時代に、鉱物の変質等に依つて He が逃げだしたための欠点があるが、地質学的に知られない様な時代を決める際には有効であろう。鉛法も多数の花崗質岩石に用いられており、又鉛を含む鉱物の同位元素の歴史を研究することから、この種の鉱物の成因を究めることが出来る。New Jersey 州, Franklin and Sterling Hill 産鉱物の放射能は次の様である。(1) 燐灰石, barylite ; 7, (2) ヴェスヴ石, 含 Be ヴェスヴ石; 3.2—4.6, (3) Schefferite, 磁鉄鉱, 閃亜鉛鉱 2.0—3.0, (4) 紅亜鉛鉱 1.5—2.0, (5) 亜鉛鉄鉱, 珪酸亜鉛鉱 0.9—1.5, (6) 重晶石, 柘榴石 0.8—1.2 等 (單位は $\alpha/\text{mg/hr}$ で示された放射能)。 (Am. Min. **35**, 816—833, 1950)

[大森]

岩石礦物礦床學會誌

第三十五卷 第三號

(昭和二十六年八月一日)

研究報文

山形縣赤山鑛山産銅鑛石の熱的研究 第2報(續)

Thermal study of copper ores from the Akayama mine,
Yamagata Prefecture: Second report (continued)

荳木 浅彦 (Asahiko Sugaki)

山江 徳載 (Noritoshi Yamae)

銅藍及び輝銅鉍の變化

以上は総て 1 hr. 加熱の場合であるが、これより長時間加熱すれば

- 1) 430°C 2 hrs., 銅藍, 輝銅鉍等は完全消滅し固溶体となる。
- 2) 400°C 5 hrs., 殆んど消失しているが, 極く僅か局部に銅藍残存する。併し 6~10 hrs. では完全に消滅。
- 3) 350°C 10~20 hrs., 銅藍可なり多量未変化のまゝ残存, 30 hrs. では大部分消失するが, 僅か局部に認められ, 50 hrs. 以上で遂に完全消滅。
- 4) 300°C 80~100 hrs. では淡色化銅藍一部残存, 120~140hrs. では殆んど消滅するが, 極く稀に銅藍がみられ, 157 hrs. では総て消失。等の様で, 可なり低温でも銅藍, 輝銅鉍の細脈は斑銅鉍中に固溶し, 完全に見えなくなつてしまう。

次に上記の如く細脈が完全に消失した試料を再び 200°C 前後の温度で 6~24 hrs. 加熱すれば時に輝銅鉍と思われる葉片がレンズ状の格子共生をなして斑銅鉍中に微かに現われて来る場合がある。これと同様な現象は筆者の一人 (A. S.) が先に実験した大張鉍山産斑銅鉍に於ても認められ, この場合は本実験の場合より寧ろ顯著に輝銅鉍格子を現出する。これに就いては適当な機会に詳しく報告¹⁾する予定である。

塊状黄銅鉱との反應 銅藍及び輝銅鉱の細脈は斑銅鉱のみではなく、これと往々共存する塊状黄銅鉱中の裂隙にも侵入し、これを細脈網状に貫ぬいている。この様な試料を加熱すれば、上記細脈と塊状黄銅鉱とはこれ又互に作用して次の様な興味ある現象を呈する。即ち 1 hr. 加熱の場合、 300°C 附近より僅かながら銅藍及び輝銅鉱細脈は黄銅鉱と反応し、黄銅鉱と接する周囲の部分より新しく斑銅鉱を生成する。この作用は大体温度の上昇に伴つて増進し、 350°C では細脈の中央部に丈細長い紐状に銅藍が残り、その両側は総て斑銅鉱帯となる(第3図参照)。 $380^{\circ}\sim 400^{\circ}\text{C}$ 附近では更に反応進行し、極く僅か局部丈に銅藍が残存する様な状態となり、 $410^{\circ}\sim 420^{\circ}\text{C}$ 以上では残存銅藍及び輝銅鉱も総て黄銅鉱と作用して原銅藍細脈よりも巾の広い $20\sim 250\mu$ 普通 $50\sim 100\mu$ 内外の不規則な斑銅鉱細脈と化してしまふ。但し細脈が完全に斑銅鉱化する温度は原銅藍及び輝銅鉱の分量によつて多少異なる。従つて上記の $410^{\circ}\sim 420^{\circ}\text{C}$ なる温度は平均的なもので一定なものではない。

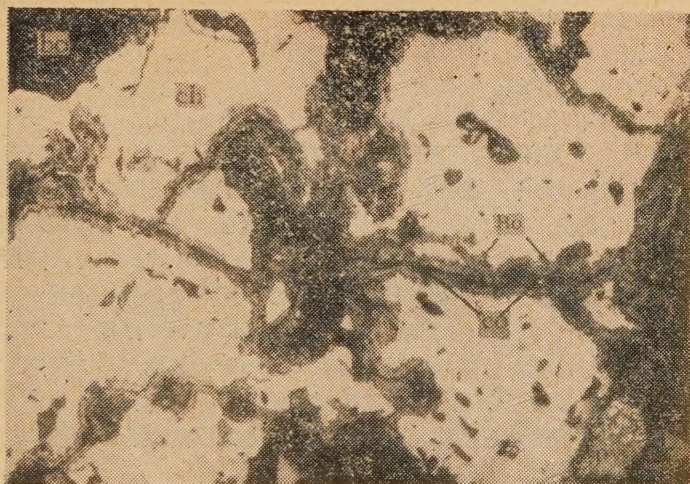
新しく生成された斑銅鉱はそれ特有の淡紅褐色を呈し、十字ニコル下で非等方性を示さず、 HNO_3 (1:1, conc.) で発泡、多小褐変して劈開亀裂を生じ、屢々粒状及び石垣状構造を呈する。又 KCN (20%) で容易に犯されて黒褐色化し、 FeCl_3 (20%) で褐変、劈開裂隙を生じるが、HCl (1:1), AgCl_2 (飽和), KOH (飽和) では犯されない。この性質は従来の斑銅鉱の記載¹⁾ に一致する。

上記の反応は又加熱時間に略々比例して進行し、5 hrs. 加熱の時には 400°C で銅藍、輝銅鉱細脈は総て斑銅鉱化し、10 hrs. の場合には 350°C で著しく反応し、極く僅か局部に残存する程度となり、その温度で 24 hrs. 加熱すれば総て斑銅鉱化し、完全に消滅する。更に 100 hrs. 以上の加熱では 300°C の低温でも全部黄銅鉱と反応して消費しつくされ、遂に見えなくなつてしまふ。尙この現象は塊状黄銅鉱内丈で起るのではなく、斑銅鉱中の銅藍、輝銅鉱細脈と黄銅鉱格子との間にも生じ、鮮明な淡紅褐色を呈す斑銅鉱を生成する。先に報告した斑銅鉱—黄銅鉱固溶体に於て、青灰色固溶体中に淡紅褐色の部分が細状、斑点状、脈状に散在することを述べたが、そのうち後者の一部は恐らく上記の反応によつて生じたものと考えられる。

以上の反応は次式で表わされるものと信ずる。

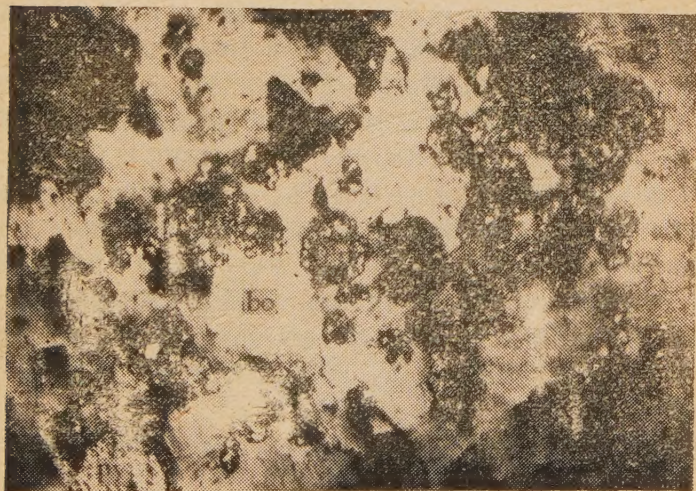
- 1) M. N. Short, *Micr. Determ. Ore Minerals*. U. S. Geol. Surv. Bull. 1931
- C. M. Farnham, *Determ. Opaque Minerals*. New York, 1931
- J. Murdoch, *Micro. Determ. Opaque Minerals*. 1916

第 3 図

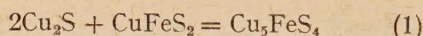


300°C, 10 hours 加熱後空中冷却。塊状黄銅鉱 (ch) とこれを貫ぬく銅藍, 輝銅鉱細脈 (暗色細脈部, Co) との反応によつてその兩者の境界に新しく生じた斑銅鉱 (灰色細脈部, Bo)。bo; 斑銅鉱—黄銅鉱格子共生体, py; 初生黄鉄鉱, $\times 92$, KCN 腐蝕

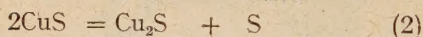
第 4 図



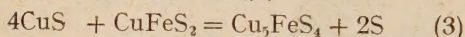
470°C, 1 hour 加熱後空中冷却。斑銅鉱 (bo) の分解によつて新しく現われた黄鉄鉱粒 (Pr)。黄銅鉱薄葉及び銅藍, 輝銅鉱細脈完全消失。Py; 初生黄鉄鉱 $\times 92$



輝銅鉍 黄銅鉍 斑銅鉍



銅藍 輝銅鉍 硫黄



銅藍 黄銅鉍 斑銅鉍 硫黄

即ち上式 (1) の如く、細脈中の輝銅鉍は直接黄銅鉍と反応して斑銅鉍を生成するが、銅藍の方は (2) 式の様に一部硫黄を失なつて先づ輝銅鉍となり、次いで (1) 式の反応で斑銅鉍化する場合と、(3) 式の如く、直接黄銅鉍と作用して斑銅鉍を作る場合とがある。この反応で余分の硫黄が可なり重要な役割を演じているものと思われる。これに就いては追つて詳しく報告する。この様に僅かの熱的影響で、2種の硫化鉍物が互に反応して別の硫化鉍物を生成すると云う現象は注目に値し、今迄考えられている既存硫化鉍物と硫酸銅溶液との作用によつて生じる二次的斑銅鉍の外に、熱変成にもとづく斑銅鉍の生成を考える必要がある。

次に本実験の結果を表示すれば第1表の如くである。

黄鉄鉍の生成

1 hr. 加熱の場合、370°C 以上では殆んど例外なく第4図の様な黄鉄鉍粒が斑銅鉍及び黄銅鉍中に或は両者の境界に現出する。その現出の度合は斑銅鉍中のもの最も多く、次いで斑銅鉍、黄銅鉍の境界、それから黄銅鉍中の順で、特に後者は比較的高温の場合に多く現われる傾向がある。この現出黄鉄鉍は普通 5~50 μ 普通 20~30 μ 内外の他形或いは半自形で稀に自形を呈し、往々斑銅鉍中に生ずる窪みの周囲に図の如く環状に配列する。この現象は温度の上昇と共に増進し、410°~420°C 以上では特に著しく、その分量及び結晶の大きさを増加する。一方この現象は斑銅鉍中の黄銅鉍格子及び銅藍、輝銅鉍細脈の消失現象と略々並行する傾向があり、黄銅鉍格子及び銅藍細脈の変化が余り著しくない 350°C 以下の温度では、この種の黄鉄鉍は殆んど現われて来ないが、黄銅鉍格子及び銅藍細脈の消失が顕著な 410°~430°C 以上になれば、この黄鉄鉍の現出も著しくなる。以上は 1 hr. 加熱の場合であるが、長時間加熱すれば、上記の 370°C 以下の温度でも黄鉄鉍が生成される。即ち

1) 350°C, 5hrs. では黄鉄鉍は現われて来ないが、10hrs. の場合には少量現出する。

2) 300°C, 10~80hrs. では未だ現われないが、100~120hrs. では微粒

1) H. Posnjak, E. T. Allen and H. E. Merwin, Econ. Geol. 10, 491, 1915

第 1 表

加熱温度 °C.	加熱時間 hrs.	銅 藍, 輝 銅 鉍 細 脈 の 変 化	
		斑 銅 鉍 中	黄 銅 鉍 中
200	1 12	殆んど変化なし "	殆んど変化せず "
250	1	Cc 僅か淡色化する	"
300	1	Cc. の周囲は Bo に漸移し Cv. の周囲も一部 Cc. に移 化している	大部分そのまま残存するが 細脈の周囲僅か Bo. 化し ている
	5	Cc. は一部残存, 大部分 Bo. 中に吸収せられ Cv. は一部 Cc. 化するが, 大部分未変化	細脈の中央部に未変化の Cc, Cv が細紐状をなして 残存しているがその周囲は 明かに Bo. 化している
	10	細脈全体として可なり吸収 せられ, 消滅するが部分的 に Cv 残存	大部分 Cv, Cc. は Cp と反 應し Bo 化しているが局部 的に Cv の断片残存
	80	大部分消滅しているが淡色 化している Cv. 一部残存	Cv, Cc. 共に殆んど Bo 化 している
	100	"	総て Bo. 化している
	120	大部分消滅, 局部的に淡色 Cv. 僅量残存	"
	140	大部消失, 稀に Cv. 残存	"
	157	殆んどすべて消滅	"
350	1	Cc. の周囲 Bo. と漸移一部 吸収せられ, Cv. 一部その 周囲より Cc. 化せられるが 大部分未変化のまま残存	細脈の中央に未変化の Cv, Cc. 残存, その周は Bo. 化 している
	5	Cc. 大部分 Bo. 中に吸収せ られるが Cv. は一部分 Cc. 化するのみで可なり未変化 のまま残存	大部分 Bo. 化しているが Cv. 一部残存している
	10	"	Cp. との反應著しく殆んど すべて Bo. 化しているが 極く一部淡色化残存
	24	Cc. Cv. 共に Bo. 中に吸収 せられて消失, 一部 Cv. Cc. 残存	総て Bo. 化する
	30	"	"
	40	大部分消滅するが局部的に 僅量 Cv. 残存	"
	50	極く僅淡色 Cv. 残存又試料 によつては総て消失	"
	60	"	"
370	70	総て Bo. に吸収せられ消滅	"
	1	Cc. Cv. 共に Bo. 中に吸収 せられ可なり消失するが未 だ一部分残存, 尙 Cv. は一 部 Cc. 化	細脈の中に一部未変化の Cv. Cc. 残存

380	1	"	細脈の中央部に細紐状をなして少量の Cc, Cv 残存
400	1	Cc. 大部分吸収消滅, Cv 可なり Cc. 化, 又は消失するが一部残存	大部分 Bo. 化する, 極く一部のみ淡色化 Cv. 残存
	5	細脈殆んど消滅するが, 稀に Cv 残存	総て Bo. となり細脈 残存せず
	6	総て Bo. 中に消失し, Cc, Cv. 共にみられない	"
	7	"	"
	8	"	"
	10	"	"
420	1	Cc, Cv 共に殆んど Bo 中に消失, Cv 一部残存 或は Cc. 化されている	殆んど総て Bo. を生成し細脈はみられない
430	1	"	総て Bo. 化する
	2	細脈総て消滅し, Cc, Cv は見られない. 併し特に細脈の量が多い場合は残存する	"
	3	"	"
	5	"	"
440	1	大部分消失するが, 僅か Cv 残存	"
450	1	殆んど消失, 試料によつては極く稀に淡色化 Cv. 残存	"
	1.5	"	"
	2	総て Bo. 中に消滅	"
460	1	"	"
470	1	"	"
490	1	"	"

Bo. 斑銅鉱, Cc. 輝銅鉱, Cp. 黄銅鉱, Cv. 銅藍

の黄鉄鉱が極く僅量, 157hrs. では前者の結晶より大きいものが少量現出する。

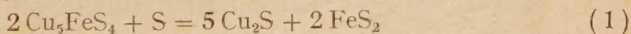
等で, 長時間加熱の場合も前記の第1表で判る様に略々黄銅鉱格子及び銅藍, 輝銅鉱細脈の消失現象と並行する。

上記の現出黄鉄鉱は顯微鏡下に於て従来記載されている黄鉄鉱と同様な色, 光沢, 硬度を有し, 十字=コル下で非等方性を示さず, HNO_3 (1:1) では発泡しないが, HNO_3 (Conc) で徐々に発泡し, その蒸気で変彩する。併し HCl , KCN , FeCl_3 , KOH , HgCl_2 では全く犯されない。

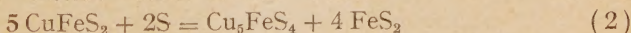
加熱による黄鉄鉱の生成に関しては Merwin, Lombard¹⁾ 両氏の研究がある。この実験によれば、455 耗の硫黄蒸気圧下に於て黄銅鉱は 550°~637°C, 斑銅鉱は 484°~550°C の温度で夫々分裂し、黄鉄鉱を分離することになつている。又筆者の一人 (A. S) は先に実験した大張産黄銅鉱一斑銅鉱格子共生体の研究中、著しく銅藍化されている斑銅鉱の試料を 400°~430°C 以上で 1hr. 加熱すれば黄鉄鉱が現出し、又銅藍の少ない試料でも少量の硫黄と共に上記の温度以上に加熱すれば、矢張り同種の黄鉄鉱を生成するという現象を観察した。この時の黄鉄鉱の現出状態は本実験の場合と全く同様である。併し銅藍及び黄銅鉱格子を含まない朝鮮笏洞鉱山及び山口県長登鉱山産の斑銅鉱をそのまま上記の温度以上に加熱しても黄鉄鉱は現われて来ない。以上の事実から

- 1) 上記の黄鉄鉱の生成には遊離の硫黄の存在が必要である。
- 2) 加熱実験中銅藍は $2\text{CuS} \rightarrow \text{Cu}_2\text{S} + \text{S}$ の如く輝銅鉱と硫黄とに解離し、この硫黄が黄鉄鉱の生成に可なり重要な役割を演ずるものと思われる。恐らく黄鉄鉱中の硫黄の一部はこの種の硫黄より供給せられたものと考えて差支えあるまい。
- 3) 斑銅鉱中の黄鉄鉱の鉄分は大部分斑銅鉱自身から供給せられるが、一部分は格子状黄銅鉱からも供給せられるものと考えられる。
- 4) 黄銅鉱中の黄鉄鉱は 2) に於ける硫黄の影響によつて黄銅鉱自身が分解した結果生じたもので、本実験の温度範囲では斑銅鉱よりも分解し難い様である。このことは Merwin-Lombard 両氏の実験からも或る程度推察される。

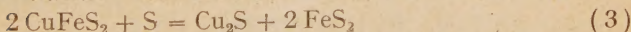
等が理解出来る。今本黄鉄鉱の生成される反応式を記せば



斑銅鉱 硫黄 輝銅鉱 黄鉄鉱



黄銅鉱 硫黄 斑銅鉱 黄鉄鉱



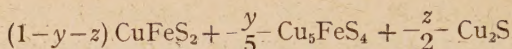
黄銅鉱 硫黄 輝銅鉱 黄鉄鉱

で、斑銅鉱の一部は (1) 式の如く硫黄の作用で分解して黄鉄鉱 x を生じ、その結果斑銅鉱自身は全体として輝銅鉱成分を固溶体として含有した様な

$$(1-x)\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + \frac{5x}{2}\text{Cu}_2\text{S} \quad x \leq 1$$

の成分になり、一方黄銅鉱は (2), (3) 式の如く分解し黄鉄鉱 y, z を生成すると共にそれ自身は斑銅鉱或いは輝銅鉱の成分に富み、全体として

1) H. E. Merwin and R. H. Lombard Econ. Geol. vol 32, 1937



$y; \ll 1$ 黄銅鉱より (2) 式によつて生じる黄鉄鉱量

$z; \ll 1$ 黄銅鉱より (3) 式によつて生じる黄鉄鉱量

の組成になるものと考えられる。

次に黄鉄鉱を生成する実験の結果を表示すれば次の様である (第2表)。

第 2 表

加熱温度 °C	加熱時間 hrs.	現出黄鉄鉱	加熱温度 °C	加熱時間 hrs.	現出黄鉄鉱	加熱温度 °C	加熱時間 hrs.	現出黄鉄鉱
200	1	生成せず	350	24	僅量生成	400	10	多量生成, 結晶粗粒.
	12	"		30	少量生成	420	1	可なりの量生成
250	1	"		40	"	430	1	"
				50	"		2	粗粒結晶多量生成
				60	"		3	"
	5	"	370	70	"	440	5	"
	10	"					1	"
	80	"		1	極く僅か微粒生成		1.5	"
300	100	稀に微粒生成		1	"	450	2	"
	120	極く僅かを生ずる	380	1	"	460	1	特に著しく増加し粗粒となる
	140	"	400	1	少量生成	470	1	"
	157	少量生成する		5	可なりの量生ずる	490	1	"
				6	多量生成, 結晶粗粒.			
350	1	生成せず		7	"			
	5	"		8	"			
	10	極く僅か微粒を生ずる						

結 言

山形県赤山鉱山産硫化銅鉱物の加熱実験の結果を要約すれば次の様である。

- 1) 塊状黄銅鉱は 350°C 附近より高温でこれと接する斑銅鉱中に吸収せられ虫喰い状, 或いは樹枝状骸晶状となる。
- 2) 斑銅鉱中の銅藍及び輝銅鉱細脈は 300°C より高温に於て斑銅鉱中に吸収せられて消失する。
- 3) 黄銅鉱中の銅藍, 輝銅鉱細脈は 300°C より高温に於て黄銅鉱と反応し, 新たに斑銅鉱を生成する。
- 4) 銅藍細脈にて切られている斑銅鉱及び黄銅鉱は 300°C 以上の高温に於て分解し新たに黄鉄鉱を生成する。

以上の如く単に熱的影響のみで

a) 共生構造の変化

- b) 固溶体化作用による鉱物の消失現象
- c) 2 硫化鉱物の相互反応による別種硫化鉱物の生成
- d) 硫化鉱物の分解による別種硫化鉱物の生成

等の諸現象が惹起されるという事実は留意すべき事柄であり、且つ硫化鉱物の熱変成現象が実験的に併も比較的容易に観察せられたことは本研究の収穫である。

又上記の結果より

- 1) 本鉱山産塊状黄銅鉱—斑銅鉱共生は 350°C 以上では不安定、故に既述の如く斑銅鉱より後期の生成物である塊状黄銅鉱は 350°C 以下の温度で生成されたものと思われる。
- 2) 斑銅鉱又は黄銅鉱中の銅藍、輝銅鉱細脈は 300°C 以上では不安定である。故にそれ以下の温度、恐らく 200°C より低温でなければ存在せず、従つて斑銅鉱或いは黄銅鉱中の輝銅鉱、銅藍細脈の生成される温度は $200^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 以下と考えられ、この共生体が存在すれば、その生成後に於ても $200^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 以上に加熱されたことがないと云い得る。

等が理解せられ、地質学的温度計として或る程度の利用が考えられる。

掲筆するに当り、本研究中種々御懇篤なる御指導を賜つた渡邊萬次郎先生に謝意を表する。又試料の採取に際し色々と便宜を与えられた赤山鉱山中村所長及び同山採鉱課の職員諸氏に感謝する。尙本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費に據つた。こゝに明記して謝意を表する。(東北大学理学部岩石教室にて) (完)

福岡縣吉原鑛山の酸化鐵鑛と黄鐵鑛の共生に就て

On the paragenesis of iron oxides and pyrite in the
Yoshihara mine, Fukuoka Pref.

林 田 志賀雄 (Shigao Hayashida)

郷 原 範 造 (Hanzo Gohara)

緒 言

一般に、高温交代礦床では、磁鉄鉱の品出は硫化礦よりも初期に属すると云はれている。然るに筆者等が表記鉱山で得た資料中には、黄鉄鉱を貫入する磁鉄鉱、或は赤鉄鉱より後期の成生と思われる磁鉄鉱が認められる。前者の例は之を日立或は明延鉱山¹⁾其他に知られるも、後者の例は尠

い¹⁾。以下鏡下に於ける資料觀察の結果を記載し、併せて本鉾山硫化鉍床の成因を考察する。

位 置

本鉾山は筑豊炭田の東側、福智山塊の略中央部に位置し、小倉鉄道呼野駅より南西2km余で同鉾山事務所に達する。附近一帯の地質は大体粘板岩と石灰岩の累層たる古生層²⁾³⁾よりなり、之等は局所的には著しく擾乱されて走向及び傾斜を異にするが、然し全体を広く眺むれば、走向は大體東西、北傾斜を示す。以上の水成岩に對し、火成岩の露出は比較的尠く、鉾山事務所に接して之が北、或は北東の少域に花崗閃綠岩が露出し、又同事務所北西方の白岳峠及び門司貯水池の北端、或は吉原附近等に点々閃綠玢岩の小岩株狀をなして見られる程度である(第1図)。然し坑内に於ては第三番坑に石英斑岩、第四番及び第四番坑下坑道には鉍体に接して何れも閃綠玢岩を、又前記三番坑では煌斑岩脈の走るを見る。而して上述脈岩の内、石英斑岩及び煌斑岩は何れも脈幅 1m 内外で、その走向は大體南北、傾斜は

Fig. 1



scale
1: 50000

花崗岩

閃綠玢岩

石英斑岩

石灰岩

粘板岩類

露頭

断層線

殆んど垂直であるが、閃綠玢岩は岩株狀をなしている。之等脈岩は何れも深部に潜在せる花崗閃綠岩と関係ある事は明らかである。

鉾山附近の火成岩分布状態は斯くの如しであるが、本域より南方4km余にある牛斬山を中心としては、花崗閃綠岩が極めて広域に涉つて分布し⁴⁾之が古生層の石灰岩と接觸する

- 1) Grunner: Paragenesis of Martite ore bodies and magnetite of the Mesabi Range Econ, Geol. XVII No. 1
- 2) 竹原準一: 九州北部企救半島の地質 地質学雑誌 第44巻
- 3) 藤本治義: 北九州に於ける紡錘虫石灰岩の新産地 地質学雑誌 第42巻
- 4) 片山量平: 三の岳に於ける花崗岩の石灰岩に与へたる接触変質現象 地質学雑誌 第13巻 157号

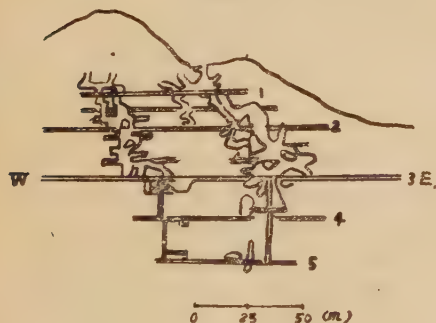
所では、各所にスカン帯を形成すると共に処々に鉍床を胚胎している。

本鉍床は地表に於ては、いわば花崗岩との接觸部を多少離れての接觸型鉍床に見ゆるが、然し坑内では上述の如く鉍体に接して点々火成岩の存する事より見れば、一般の接觸鉍床と相異なる事もない。

鉍 床 の 構 造

本硫化鉍床は変質粘板岩を上盤とし、之が下盤をなす石灰岩を、西盤の境界に於て交代して、不規則に発達するスカン帯の下に東、西2個の略々等大のシュート状をなし、その東なるを第一、西なるを第二鉍体と稱する。而して之等各鉍体の走向は、何れも母岩の夫と平行して大体東西傾斜は北へ $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ を示し、厚さは大体20m(第一鉍体)及び10m(第二鉍体)、幅は70m(第一鉍体)及び60m(第二鉍体)、各鉍体の周辺部は鉍巢

Fig. 2



狀に移化する。而して之等の鉍体で目下採掘中のものは、第一鉍体の第三番坑道以下で、之より上部は既に掘り盡している(第2図)。

扱て、鉍体上盤の粘板岩類は、多少の動力変質後更に幾分の熱水変質を受けた千枚岩或は変質粘板岩となり、特に前者は角閃石の不規則細脈で貫通されているが、全体とし

て鉍体に近く方解石化及び綠泥石化している。

スカンは大体鉍体の上盤側に接して発達しているが、時には下盤側にも見られる。かゝる場合は、石灰岩中に脈状をなしている。之等スカンは主に細粒柘榴石の緻密集合体で極めて堅硬、場所によつては磁鉄鉍の細脈で貫通され、夫等は一部更にその後の成生による方解石脈と複成脈を形成している。かゝる場合方解石脈と接する磁鉄鉍は赤鉄鉍化し、且スカン体は破碎されて、夫等の間隙は方解石で膠結され角礫狀構造を示している。他方スカンは第四番坑に見る如く、局部的ではあるが赤鉄鉍化したものもある。かゝる赤鉄鉍は柘榴石の仮像を保存し、且之等に限つて黄鉄鉍と共生する事は著しい事実である。而して該黄鉄鉍は硫化鉍体を造る夫と比較して結晶粒度が細かく且著しく破碎されている。

硫化鉍体は、スカン帯を上盤として、不規則形鉍塊の集合であるが、全体として之を見ればシュート状をなし、之等を構成する黄鉄鉍は10 cm

以上の巨晶集合で、結晶間隙は細粒黄鉄鉱を混する方解石で充填されている。而して既述した如く之等鉱体に接しては石英斑岩等の脈岩が見られる。

次に鉱体の下盤をなす石灰岩は鉱体近くでは 0.5 mm 前後の方解石粒の集合よりなるも、所によつては多角的に著しく粗粒なる事もあり、一般に不純物は尠く、只黄鉄鉱細粒を僅かに散点する事もある。

ス カ ル ン

スカルンは主に細粒柘榴石の集合であるが、場所によつては少量の綠簾石、輝石類を混する事もある。そして又スカルンの変質した部分では二次的の綠簾石及び綠泥石或は方解石、石英、更に赤鉄鉱、黄鉄鉱等の鉱石鉱物を混する。

1. 柘榴石 スカルンの主体をなし、粒子の大きさは大体0.5mm程度、自形を示す。その新鮮なものは淡黄～黄褐の褐色種で、不規則の裂開著しく、等方性を示す。然し光学異常で低次の灰色干渉色を示すものもあるが、之等は一般に累帯構造を有し、各帯は夫々淡黄、黄褐の色帯を示し、前者は灰色の干渉色、後者は等方性である。而して之等粒子の間隙は、一般に方解石で満されているが、時に石英或は磁鉄鉱或は磁鉄鉱と黄鉄鉱が之に代つている。そして同一間隙を磁鉄鉱と黄鉄鉱が満す場合、夫等是不規則に混在する事もあるが、大体に於て空隙の周縁部即柘榴石粒子に接して磁鉄鉱、そしてその内部に黄鉄鉱が不規則に散点している。之より見れば磁鉄鉱は黄鉄鉱より先の晶出と思われる。然し後述する様に多くの磁鉄鉱は黄鉄鉱粒子の周縁に帯状をなし、或は之を貫通する事から本鉱床の磁鉄鉱の成生には2期を劃する事が出来る様である。

次に柘榴石粒子の変形したものでは、単に機械的に破碎されたもの、或は多少溶蝕されてその粒子周縁が鋸歯状を示すものがあり、かゝるものでは、時に夫等粒子の周縁に沿ひ、磁鉄鉱微粒の帯状に沈澱したものがある。他方化学的に多少変質したものは、その色が褐色度をまし、同時に複屈折も灰色より更に高次の色を呈するが、多色性は見られない。そして、かゝる変質も、主に柘榴石の裂開に沿ひ、或は粒子集合体の中心部に著しい。又部分によつては、綠簾石化或は綠泥石化も見られるが、之より更に一般と変質したと思われるスカルン塊では、少量の綠泥石片及び不規則形の石英粒子を混じて、全体が著しく方解石化し、その中には磁鉄鉱の微粒を疎に散点或は夫等粒子が連珠状に相連つて弧状又は直線状をなすものもある。そして夫等綠泥石片の縁に磁鉄鉱が帯状をなし、或は劈開に沿うて脈状に有するは興味深い。

2. 綠簾石及び綠泥石 綠簾石には2mm位の粗粒のものと、之より遙

かに小なる細粒のものがある。前者は自形の輝石粒をボイキリチツクに包裹し、何等変質のを跡を示す事もなく、従つて初生的のものである。後者は柘榴石スカルンを細脈状で貫通して、常に少量の磁鉄鉱粒を伴ひ、二次的成因のものである。而して前記輝石は多色性強く、繊維状、柱状或は短冊状の自形～半自形をなすが、然し最大消光角は 32° にも達する。多分多量の鉄分を含有するためと考えられる。

緑泥石は何れも柘榴石或は輝石類より変質したものであるが、前者よりなるものは後者と比較して複屈折も比較的大で且波状消光を示す。又以上の緑泥石が赤鉄鉱と共生する時は、特に著しく磁鉄鉱で交代されている。

鑛 石 鑛 物

1. 赤鉄鑛 柘榴石は場所により緻密質の赤鉄鉱化している事は既述した。而してその交代の全からざるものはその内部に尙柘榴石を残存せしめ、交代の全きものでは大抵柘榴石の仮像を示している。然し上記以外に柘榴石塊の裂目に沿ひ、脈状に赤鉄鉱化の行はれてる所もある。此処で赤鉄鉱化と云うも、之を鏡下で仔細に検すれば、緻密質の赤鉄鉱が之と同質

Fig. 3



- | | |
|--------|--------|
| H. 赤鉄鉱 | M. 磁鉄鉱 |
| P. 黄鉄鉱 | G. 柘榴石 |
| C. 方解石 | |

の磁鉄鉱と 累帯状に或は 両者が、一種の文象様構造を示している(第3図)。而して、かゝる赤鉄鉱化のある所、必ず黄鉄鉱の共生する事は興味ある事である。此場合両者の晶出期を明らかにする資料は乏しいが、只赤鉄鉱中に散点する黄鉄鉱細粒の極めて明瞭な自形を呈する事より見れば、黄鉄鉱の成生が赤鉄鉱に先んずると思われるが、然し、かゝる変成作用による鉱物の形態が必ずしも晶出期を決定するものでないとするれば、そして又前記黄鉄鉱の細晶が相運りて脈状をなし、之が赤鉄鉱を貫通している事実等から考え黄鉄

鉱の成生は赤鉄鉱より寧ろ後期に属するものと思われる。

2. 磁鉄鑛 磁鉄鉱は多く自形細～微粒、時に塊状をなすものもあり、そして之が産状は大體次の如く區別される。然しその何れにしても量は極

めて勘い。

- a. 新鮮なるスカン柘榴石粒の間隙を不規則形の塊状で充填するもの。
- b. 柘榴石を交代した、所謂赤鉄鉱中には、之と累帯構造或は文象状をなして混在する。この時、之等両者の境界は不明瞭で漸移的である。従つて上記の構造は多分柘榴石自身の原構造に基く化学成分の相異に由来するものと思われる。
- c. 上記赤鉄鉱の塊状をなすもの或は柘榴石塊中にある赤鉄鉱脈を更に貫通する磁鉄鉱脈はその境界明瞭で、従つて夫等は赤鉄鉱より後期の

Fig. 4



H. 柘榴石後の赤鉄鉱
P. 黄鉄鉱 M. 磁鉄鉱
G. 柘榴石 C. 方解石

Fig. 5



M. 磁鉄鉱
P. 黄鉄鉱
C. 方解石

成生のものである。

- d. 黄鉄鉱の周縁又は之が裂開中に不規則脈状をなすもの(第4, 5図)。

黄鉄鉱 黄鉄鉱の形態及び産状は大体之を二様に區別出来る。その一は硫化鉄体の主体をなすもので、結晶の粒度は極めて大、鉄体心部では単晶として、その大きさに20cm以上にも適するものもある。之等は時に複雑なる双晶をなして集合、結晶粒子間には微小の黄鉄鉱粒を混ずる方解石で充填されている。之に対し、スカン中のものは何れも細晶にして鉄染状をなして散在、その凡てが破碎されている。

以上述べた赤鉄鉱、磁鉄鉱、黄鉄鉱相互の関係を要約すれば

1. 赤鉄鉱は柘榴石に限つて之を交代する。

2. 赤鉄鉱は細粒黄鉄鉱と共生する。
3. 磁鉄鉱は赤鉄鉱及び之に伴う黄鉄鉱の周縁或は夫等を貫入する。

鑛 化 作 用

既述したスカルン及び鉱石鉱物の産状より、本硫化鉱体の成因を考察するに、先ず本鉱体地域の深所に貫入した花崗閃緑岩は、初め主として Fe^{++} 、 Si 等の瓦斯を發散したが、之等は緻密なる粘板岩で上昇を妨げられて其処に停滯、下盤たる石灰岩を交代して柘榴石を主とするスカルン帯を造り、之に続いて多少の磁鉄鉱も生じた。其後上昇溶液の温度の降下と、成分の变化はスカルン柘榴石の赤鉄鉱化、之に続いて少量の黄鉄鉱を沈澱した、而して柘榴石の赤鉄鉱化は多分次式の如き変化によるものであらう。



かくて黄鉄鉱晶出後の溶液は比較的少量の CO_2 を溶解し、之が酸化作用は先に晶出せる磁鉄鉱の一部を赤鉄鉱化したものもある。他方かゝる CO_2 の消失が原因となつて、一部の方解石は沈澱するに至つた。即ちスカルンを貫入する磁鉄鉱と方解石よりなる構成脈で、その接觸部にある磁鉄鉱の一部が赤鉄鉱化しているのは、かゝる成因によるものと思われる。然し大部分の方解石は一般の成因によるものであらう。而して之に先んじ鉄苦鉱物類の綠泥石化が行はれた。以上第一期の変質過程の末期は於て、坑内に見る石英斑岩等の脈岩は同期変質帯附近を再度地殻の弱所として貫入した。そして之に伴ひ第二期の鉱化作用を見るに至つたが、然し本期進出岩体はそのスケールに於て小さく、且鉱化作用の初期に於ける比較的低温は新たにスカルンを成生するに至らず、只少量の Fe^{++} 、 Fe^{+++} を含む瓦斯溶液が前期成生のスカルン中に浸透して柘榴石、黄鉄鉱或は綠泥石の周縁に磁鉄鉱として沈澱、特に後者は之を交代するに至つたに過ぎない。此場合上記鉱物を離れて磁鉄鉱を見る事の極めて僅小であつたのは夫等が恐らく一種の沈澱剤として作用した事は明らかである。

かゝる磁鉄鉱の晶出後 Fe^{++} 、 S^{--} は温度の降下で再度黄鉄鉱として析出したが、之等は主に前期作用で交代を免かれたスカルン帯下部の石灰中に巨晶となつて發達、此処に本硫化鉱体を形成するに至つたものと思われる。PriceはHorn 鉱山に於ての黄鉄鉱より後期晶出の磁鉄鉱の成因に付て、溶液中の S^{--} が初め黄鉄鉱として晶出減少したため、夫が後期に磁鉄鉱を晶出するに至つた。そしてその間に鉱化作用の休止を考へているが然しその休止の内容に付ては明らかでない。本鉱山産の黄鉄鉱及び赤鉄鉱後期成生の磁鉄鉱は、両者が夫々噴出期を異にせる異種運鉱岩の両期に涉つての鉱化作用の結果に基くものと考えられる。

岩手縣葛根田上流地方に於ける火成活動に就いて

On the igneous activities in Kakkonda region, Iwate Pref.

早 川 典 久 (Norihisa Hayakawa)

Abstract. In Kakkonda region, the writer observed the dacite eruption as the first products of the igneous activities. This dacite covered the basal Tertiary sediments and developed in large area as the lowermost lava flow. And this dacite is light bluish grey coloured rock, containing huge corroded bipyramidal quartz phenocrysts in the compact fine grained groundmass.

The dacite masses with same characteristics are distributed at the neighbourhood of Ōshuku and Uguisuzawa districts etc., southward of this region.

This fact suggests that the dacite eruption of this type took place as the first products of so-called new stage igneous activities, covering the late tertiary to quaternary age, at the east side marginal region of the Ou-mountainland, Iwate Prefecture.

緒 言

昭和 25 年 7 月より 8 月に亘る約 30 日間岩手県 葛根田川 上流地方の地質並びに硫化鉄鉱床の調査を行う機会を得た。之の地域は大部分が新期火山岩類及火山噴出物より成り、それらの相互関係、分布状態、岩質等から数個の火山が想定され、而もその活動が脊梁山地東縁部の地体構造と密接な関係を有するものゝ如く考えられるが、本文に於ては葛根田川上流地方に於ける火成活動特に初期の火成活動に就いて考察し度いと思う。

之の調査は M. I. M. E. A. C. の硫黄及び硫化鉄鉱床調査の一部として地質調査所の予算によつて行つたものである。茲に之の調査を行う機会を与えられた事を深謝する。又調査実施に当り終始協力を寄られなかつた岩手県当局をはじめ現地村当局就中直接調査に同行して協力された西山村の方々に感謝の意を表する。更に懇篤な御指導を賜つた八木教授、貴重な未発表資料を提供された地質調査所河野義礼博士及び地質調査所仙台支所北村信技官に深謝する。

I. 調査地域 — 位置交通及地形

葛根田上流地方¹⁾は岩手秋田県境に接する山岳地帯で、北西方より西方は大深嶽、隈東森、曲崎山、大白森、烏帽子嶽、笹森を連ねる稜線を以て秋田県に接し、北東方は小畚山、三ッ石山、大松倉山、犬倉山、姥倉山を

岩石礦物礦床学会誌 第 35 卷 第 3 号 昭和 26 年 8 月

1) 五万分之一地形図「翠石」、「八幡平」参照

連ねる稜線を以て岩手郡松尾村に接し、行政上岩手郡西山村に属する。

調査地域の南東端、西山村篠崎は、平石町の北方約9軒に位し、此の間は定期バス(盛岡—平石—西山村1日2往復)又は不定期トラックを利用することが出来るが調査地域内は全く車馬を通じない。

調査地域の北東より西方を劃する稜線は海拔1,000米以上の標高を有し就中、犬倉山、大松倉山、三ッ石山、小畚山、烏帽子嶽、笹森山、三角山等は海拔1,400米を超え、葛根田川の河床(海拔500乃至700米)に対して500米以上の比高を有する。斯くの如く近接地域に於て比高が大なるため、地域内の地形は極めて険峻で、葛根田川の各支流は急傾斜の流路を持つたまま本流に合し、至る処懸崖飛瀑を造り、合流点に於ては絶壁を造る場合が多い。葛根田本流亦至る処急湍深淵を連ね、地形図上約5軒の間を徒渉するに約6時間を要することも稀ではない。

本地域は又明瞭な火山地形を示し、犬倉山、大松倉山、三ッ石山、平ヶ倉山等には爆烈火口壁の一部を残し、大白森も五万分之一地形図上では明かでないが、之を遠望する時はThloide型の中央火口丘を有していることが分る。

II. 地 質 概 要

本地域の地質¹⁾はその大部分が新期火山岩類及び火山噴出物より成り、葛根田川上流瀧ノ上温泉附近より支流南白沢及び烏沢に亘つて僅かに基底第三系を露出するに過ぎない。

新期火山岩類及火山噴出物の相互関係、分布状態、岩質等から数個の火山が想定されるが記載の便宜上それら火山の各々に名稱を附し、夫々葛根田火山、高倉火山、大白森火山、笹森火山、烏帽子火山、大松倉火山、及び犬倉火山と呼ぶこととする。又は各火山は夫々多数の熔岩流、集塊岩、凝灰岩等より成る成層火山であつて、その熔岩流個々に就いて、顯微鏡的に仔細に検討すれば、各々岩質上多少の相違は認められるのであるが記載及び地質図作成の便宜上、大部分の特徴を同じくするものは、それらの集塊岩或は凝灰岩と共に一括し、各火山の噴出物を区分し、旧期のものより順次番号及び符号を附し、例えば葛根田火山第一熔岩(K_1)、高倉火山第二熔岩(T_2)等と呼ぶこととした。これら各火山及び各々に属する熔岩を示すと第1表の通りで、その噴出の順序は第2表の通りである。尙本文には地質図は省略した。

1) 過去の資料として震災予防調査会「岩手火山」中に梗略の記載を見る外資料はない。

第1表 火山及び熔岩の分類

犬倉火山	I ₄	犬倉火山第四熔岩 (兩輝石安山岩)
	I ₃	犬倉火山第三熔岩 (兩輝石安山岩)
	I ₂	犬倉火山第二熔岩 (兩輝石安山岩)
	I ₁	犬倉火山第一熔岩 (橄欖石兩輝石安山岩)
大松倉火山	OM ₃	大松倉火山第三熔岩 (單斜輝石安山岩)
	OM ₂	大松倉火山第二熔岩 (兩輝石安山岩)
	OM ₁	大松倉火山第一熔岩 (橄欖石兩輝石安山岩)
烏帽子山	E ₂	烏帽子火山第二熔岩 (兩輝石安山岩)
	E ₁	烏帽子火山第一熔岩 (兩輝石安山岩)
大森火山	O	大森火山熔岩 (石英安山岩)
	Z	大森火山熔岩 (石英安山岩)
高倉火山	T ₃	高倉火山第三熔岩 (兩輝石安山岩)
	T ₂	高倉火山第二熔岩 (兩輝石安山岩)
	T ₁	高倉火山第一熔岩 (兩輝石安山岩)
葛根田火山	K ₄	葛根田火山第四熔岩 (橄欖石兩輝石安山岩)
	K ₃	葛根田火山第二熔岩 (含橄欖石兩輝石安山岩)
	K ₂	葛根田火山第二熔岩 (含石英安山岩)
	K ₁	葛根田火山第一熔岩 (石英安山岩)

1. 基底第三系 基底第三系は上

述の如く、葛根田川上流に小分布をなすに過ぎず、他地域の第三系との直接の連絡は見られないが、岩質及び層位学的に上下2層に分たれ、上層は砂岩を主とし介化石を包蔵し、下層は主として砂質頁岩より成る地層である。之れを本地域南方の秋田街道(雫石より仙岩峠を経て生保内に至る)に連続露出する第三系りに対比すれば上下両層は夫々、山津田層及び小志戸前層に相当するものと考えられる。

2. 火山活動 本地域の火山活動

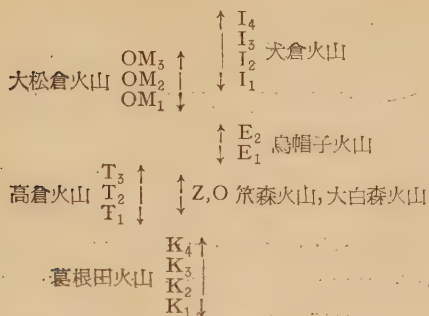
の順序は第二表に示した通りである。葛根田火山は葛根田本流を中心とする本地域最古の火山で、その活動は角礫凝灰岩の噴出に始まり、K₁乃至K₄の熔岩を順次噴出、流出し、これら噴出物は基底第三系を覆つて本地域の下底に広く分布し、その分布が広範囲に亘ることから、活動が大規模に行われたことが推定される。熔岩の分布状態から現在の瀧ノ上温

泉附近より上流に亘る地域に火口を有したものと想像され、此の地域には現在猶多数の温泉及び硫気孔が分布している。蓋し葛根田川は本来本火山の火口瀬であつたものが侵蝕の進むに従つて周囲の火口壁を破壊し、遂に之を貫流し、更に下刻作用の進捗と共に基底第三系をも露出せしむるに至つたものと想像される。

高倉火山、大森火山、大森火山、烏帽子火山は葛根田火位の側火位として噴出したものと考えられ、烏帽子火山を最終として、前三者の活動は

1) 秋田街道に連続露出する第三系は昭和24年度筆者及び北村信氏によつて調査を行ひ、その堆積学的諸問題については昭和25年度地質学会総会の席上発表した。北村 信、早川典久、谷 正己：東北地方第三系地質について(其の7) 岩手県脊梁山脈東縁に発達する新第三紀層の層位学的問題について(演旨) 地質 56, 656, 昭25.5月

第 2 表 火山活動の順序



相前後し、大白森火山及び策森火山の熔岩が石英安山岩であるに対し、高倉火山及び烏帽子火山の熔岩は両輝石安山岩より成る。就中高倉火山は之等側火山の中最初に活動を開始したもので、熔岩の分布状態より、現在の平ヶ倉山南方より、三角山、高倉山、小高倉山を

結ぶ位置に爆烈火口を想定することが出来、而も平ヶ倉山は之爆烈火口内に噴出生成された中央火口丘と考えられ、中央火口丘の爆烈火口壁は一部残存している。高倉火山熔岩の中、注目を惹くのは第二熔岩 (T₂) で、時に 1.5 cm の大きさに達する、bytownite ~ anorthite の成分を有する塩基性斜長石の巨斑晶を含有して居る。

大松倉火山及び犬倉火山は上記の側火山活動に引続き岩手火山の先驅をなして、葛根田火山の北方側火山として噴出したものと考えられ、兩者共その第一熔岩 (OM₁, I₁) が橄欖石両輝石安山岩で第二熔岩以下は両輝石安山岩に属する。特に大倉火山は、その活動の末期に多量の泥流を流出したものゝ如く湯ノ沢及び有根沢の流域を厚く覆ひ、網張温泉の浴舎も此の泥流上に建築されて居り、その分布は遠く葛根田河岸に及んでいる。

以上は本地域に於ける火成活動の概略であるが、葛根田火山の側火山活動に就いて、各側火山の配列を考察すると、高倉、策森、烏帽子各火山を連ねる南側側火山列と大倉、大松倉各火山を連ねる北側側火山列とは何れも北東方に開いた弧状をなし、葛根田火山の南北両側に北東に開いた弧状の弱線が存在した事を暗示している。更に本地域の火成活動に関連して、本地域の西南方に連る策森より駒ヶ岳に至る稜線は北東方延長上遠く松尾村を越えて、御月山、七時雨山、西岳を連ねる構造線に一致して居ることは本地域及びその周辺の地体構造並びに火成活動に関して注目すべき事実であると考ええる。

III. 葛根田火山——初期火成活動

上述の如く、葛根田火山は本地域に於ける最古の火山で、その活動は本地域の初期火成活動に属する。本火山の活動は、角礫凝灰岩の噴出に始ま

1) 地質調査所仙台支所北村 信枝官の未発表資料による。

り、次いで $K_1 \sim K_4$ の熔岩を順次に流出噴出した。

角礫凝灰岩は青灰色を呈する稍粗鬆な凝灰岩で、往々直徑 10cm に達する多数の石英粗面岩質或は黑色安山岩質岩石の角礫を含み、又屢々灰色頁岩塊及び炭化木片を含み、時には暗緑乃至暗紫色を呈して所謂「綠色凝灰岩」様の外觀を呈することがある。本岩の露出区域は少いが本火山熔岩の下底に広く分布しているものと考えられる。

第一熔岩 (K_1) は石英安山岩に属し、凝灰岩を挟んで 2 枚の熔岩流に分れるが、その岩質は近似して区別することは困難である。本岩は青灰色を呈する緻密堅硬な岩石で、徑 5mm 以上に達する融蝕形両錐石英斑晶を極めて多量に含有することを著しい特徴とする。又瀧ノ上温泉下流の鳥越瀧附近のものは変朽安山岩の小岩片を捕獲岩として含んで居る。鏡下に観察すると、斜長石微晶、石英破片、及び多量の淡褐色玻璃より成る石基中に石英及び斜長石の斑晶を含み、有色鉱物は極めて少量なる上に変質甚しく原鉱物を判定することが困難である。石英は融蝕による円形又は彎入形をなして極めて多量に含有され、斜長石は主として卓狀結晶をなし albite 式双晶をなすこと多く、又累帯構造、玻璃質包裹物を認める。斜長石成分は albite 式双晶をなす結晶に於ける \angle (010) 面上の最大対稱消光角より推定すれば大約 andesine に相当するものと思はれる。之の熔岩には柱狀又は板狀の節理が発達することがある。

凝灰岩は灰白色を呈し、熔岩と同様に融蝕形両錐石英を多量に含有し、その珪化作用を受けた部分は熔岩との区別が困難な場合がある。僅に層理と思われる lamination を示し、時に pisolite を含むことがある。

第二熔岩 (K_2) は含石英安山岩に属し、熔岩流と共に、多数の集塊岩を伴つて、これらの complex をなし、葛根田川の南北兩岸に分布する。灰黑色乃至黑色を呈する細粒乃至玻璃質の岩石で、肉眼的斑晶として斜長石の外、極く少量の粒狀石英 (徑 1mm 前後) を認める。熔岩流には板狀節理の発達著しい。鏡下に検すれば、針狀、棒狀又は短冊狀の斜長石微晶と、単斜輝石、玻璃より成り hyalopilitic 乃至 pilotaxitic 構造を示す石基中に斜長石、少量の斜方輝石及び単斜輝石稀に石英の斑晶を含有する。斜長石の斑晶は柱狀又は卓狀結晶をなし、albite 式双晶、累帯構造を認め、その成分は andesine に相当するものと推定される。石英は稀に見られ融蝕による円形粒狀をなす。両輝石も少量含まれるに過ぎないが、斜方輝石の量が単斜輝石よりも多い。何れも外形不整な柱狀又は粒狀をなし、特に斜方輝石の多色性は微弱である。

第三熔岩 (K_3) は含橄欖石両輝石安山岩に属し、葛根田河岸玄武洞附近

及び本地域の西部に分布し、特に柱状節理の発達著しきことあり就中玄武洞大岩屋附近のそれは美観を呈する。本岩は灰黒色乃至黒色の細粒緻密な岩石で鏡下に検すれば、短冊状斜長石微晶、単斜輝石、玻璃より成り、hyalopilitic 構造をなす石基中に斜長石、斜方輝石、単斜輝石の斑晶の外に稀に破片状の橄欖石を認める。石基中の玻璃の量は K_2 よりも少く、斜長石斑晶は柱状又は卓状結晶をなし、albite 式、carlsbad 式双晶、累帯構造を認め、その成分は labradorite に相当するものと推定される。斜方輝石は単斜輝石よりも含有量多く、棒状又は柱状結晶をなし、多色性は微弱である。

第四熔岩 (K_4) は橄欖石両輝石安山岩に属し、玄武洞附近より下流の葛根田川沿岸にその露出が見られ、板状節理の発達著しく場所によつて松傘状の美観を呈する。本岩は灰白色乃至灰黒色を呈する細粒緻密岩で鏡下に検すれば、短柱状をなす斜長石微晶、斜方輝石、単斜輝石及び玻璃より成り hyalopilitic 乃至 pilotaxitic 構造を呈する石基中に柱状又は卓状の斜長石斑晶と矩形の斜長石微斑晶、斜方輝石、単斜輝石、及び橄欖石を含む、斜長石斑晶は albite 式、carlsbad 双晶、累帯構造を認め、その成分は labradorite に相当するものと推定される。斜方輝石は柱状結晶をなし辺縁部に単斜輝石を共生し、多色性は微弱である。単斜輝石は多くは粒状をなし、その量は斜方輝石よりも少い。橄欖石は外形不整な粒状をなし、龜裂に富む。

以上の各熔岩を通じて葛根田火山の活動を概観すれば、熔岩の性質は初期の石英安山岩より後期の橄欖石両輝石安山岩に変化し、その含有する斜長石斑晶の成分¹⁾も andesine より labradorite に変化し酸性より塩基性に進こむとを示している。

次に葛根田火山の熔岩の中で特に注意すべきは第一熔岩即ち石英安山岩の噴出である。本岩は葛根田上流地方に於ける新期火成活動の最初の熔岩で上述の如く、多量の融蝕形両錐石英の肉眼的斑晶を含む一方、有色鉱物は極めて少量で且つ原鉱物を判定し難き程度に変質していることを特徴とする。

之の石英安山岩は葛根田上流地方のみならず北方岩手郡松尾村に於いても基底第三系を直接覆つて新期火山岩類の下底に広く分布し²⁾更に之れと同岩質の石英安山岩は岩手郡御所村鶯宿温泉附近³⁾及び稗貫郡湯口村鶯沢

1) albite 式双晶をなす結晶につき (010) 面に於ける最大対称消光角より推定した。

2) 地質調査所河野義礼博士の談話による。

3) 地質調査所仙台支所北村 信技官及び筆者の未発表資料による。

鉬山周辺²⁾(但し之の地域では凝灰岩及び集塊岩を主とする)にも分布している。

此の事実は奥羽山地東縁部に於ける新期火成活動の先驅として、此の種石英安山岩の噴出が行はれた事を暗示し、その分布は奥羽山地東縁部の地体構造と密接な関係を有するものと如く考えられる²⁾。

IV. 要 約

以上を要約すれば

1. 葛根田上流地方の新期火成活動は、根葛田火山、高倉火山、大白森火山、笹森火山、烏帽子火山、大松倉火山、大倉火山に分類され、その各々に属する熔岩、岩質及び噴出順序は第1表及び第2表の通りである。

2. 葛根田火山は最古の火山で角礫凝灰岩の噴出にはじまり $K_1 \sim K_4$ の熔岩を噴出流出し、その性質は石英安山岩より橄欖石両輝石安山岩に変化し、酸性より塩基性に進むことを示している。

3. 葛根田火山の南北側火山列は北東に開いた弧状をなし、この方向に弱線の存在を予想せしめる。

4. 葛根田火山第一熔岩即ち石英安山岩は特徴ある岩質を具へ、基底第三系を覆うて新期火山岩類の下底に広く分布し、同岩質のものは松尾村、御所村鶯宿温泉附近、湯口村鶯沢鉬山周辺等にも分布し、奥羽山地東縁部に於ける新期火成活動の先驅をなしたものと考えられる。

二三の角閃石—縞狀鐵鑛に就いて (I)

Study on some amphibole banded iron ores from Manchuria.

浅 野 五 郎 (Goro Asano)

角閃石—縞狀鐵鑛中の角閃石

角閃石—縞狀鉄鉬は満洲に賦存しているB類縞狀鉄鉬中で最も普遍的なものである。その主成分鉬物は酸化鉄鉬物、石英、角閃石の3種である。角閃石は通常—鉄鉬中に一種含まれているが、青緑角閃石のみは例外となるもので、他種の角閃石と共存、若しくは之を交代していることが少ない。

岩石礦物礦床學會誌第35巻第3号昭和26年8月

1) 筆者の未発表資料による。

2) 此の問題に関しては別の機会に述べることにし度い。

角閃石の種類としては次の5種類が挙げられる。

- 1, カミングトン角閃石—鉄閃石系角閃石
- 2, 透角閃石—陽起石系角閃石
- 3, 青緑角閃石
- 4, パエガス石
- 5, 藍閃石質角閃石

以上の外に縞状鉄鉱に關係ある角閃石として直閃石があるが、之はその存在が富鉄中のみに限られている。

上記5種の中で1及び3の兩種については既に本誌上¹⁾に研究結果を発表した。随つて本論文では未発表の他の3種を含む縞状鉄鉱に就き述べたいと思う。

透角閃石—陽起石系角閃石を含む縞状鉄礦

角閃石—縞状鉄鉱中、最も多いのはカミングトン角閃石—鉄閃石系角閃石を含む類であるが、其れに次いで表題の角閃石が多い。透角閃石—陽起石系角閃石の縞状鉄鉱中に於ける含有量は数%乃至十数%程度である。併し其外に、此種の角閃石—縞状鉄鉱と互層して時に陽起石—石英—片岩を形成することがある。此の后者の岩石は火成岩源の所謂陽起石—片岩の様に、斜長石の変質に依つて生じた曹長石、黝簾石、綠簾石等の鉄物を全く含んでいない。随つて化学成分上にも兩者の間に可成りの差異があるものと思われる。

第1表に透角閃石—陽起石系角閃石中で、光学恒数を測定したものを掲げた。

第1表により次のことが明らかにされる。先ず γ の最高は1.650、又一般に存在しているものは $\gamma = 1.639 \sim 1.650$ であつて、夫れ以上のものも、亦以下のものも少い。且揚耳山の $\gamma = 1.625$ の透角閃石の如きは寧ろ例外と言つてよい存在である。次に之等の角閃石中で、夫を含む縞状鉄鉱の分析値の判明したものには、可成りに礫土を含むものがあつて、夫等では $\gamma - \alpha$ が小さい様に思へる。例へば小嶺子産の陽起石質角閃石の如きはその好例であつて、 $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO} : \text{CaO}$ の比は大略 edenite の夫に匹敵し、寧ろ青緑角閃石系であると考えられる。併し光学的に兩系の境を求めることは困難である様に思われる。上述の様な事實を便宜上無視し、仮に第1表の角閃石を総べて純透角閃石—陽起石系角閃石であるとすれば、茲に Winchell の Elements of opt. min. 所載の図表より求めて、前記の γ

1) 淺野五郎：角閃石縞状鉄鉱中の鉄閃石—カミングトン角閃石系角閃石 岩礦 第33卷 pp. 92~98. 青緑角閃石を含む縞状鉄鉱の研究 岩礦 第36卷 pp. 175~183

第 1 表 透角閃石—陽起石系角閃石

No.	産 地	(-)2V	屈 折 率			$\gamma-\alpha$	Z \wedge C
			α	β	γ		
1	歪 頭 山	81°15'	1.623	1.639	1.650	0.027	17°
2	歪 頭 山	76°42'	1.623	1.639	1.649	0.026	17°
3	梨 樹 山	78°	1.620	1.633	1.644	0.024	14°
4	歪 頭 山	70°	1.623	1.636	1.643	0.020	—
5	小 嶺 子	78°	1.625	1.635	1.643	0.018	19°
6	小 嶺 子	78°50'	1.624	1.635	1.642	0.018	16°
7	眼 前 山	76°10'	1.614	1.629	1.639	0.025	17°5
8	揚 耳 山	79°	1.609	1.629	1.637	0.028	16°
9	王家堡子	—	—	$n_{10}(110)$	1.634	—	18°
10	揚 耳 山	—	—	=1.624	1.625	—	—

=1.625—1.650 の角閃石の成分は大凡次の範囲に限定されるであろう。

$H_2Ca_2Mg_3Si_3O_{24}$ — 72—100% (分子百分比)

$H_2Ca_2Fe_3Si_3O_{24}$ — 28— 0% (" ")

本系の角閃石は、その総べてが、鏡下に殆んど無色(肉眼的には白色乃至淡青色、或は淡青緑色)であつて、唯部分的に青緑角閃石に変ずるものは、その部分のみが青緑色を呈している。

一般に陽起石や透角閃石を含有する角閃石—綫狀鉄鈹の角閃石含有量は、鉄閃石、カミングトン角閃石等を含む場合に比して少い。且角閃石其物の中に含まれている鉄の含有量も遙かに少い。但し石英の含有量は甚だ多い。数例に就き積算台に依り求めた容量百分比により算出した重量百分比を第2表に示した。

第 2 表 含透角閃石—陽起石系角閃石—綫狀鉄鈹 (重量百分比)

No.	産 地	陽起石	石 英	磁鉄鈹	含 鉄 量		
					γ (陽起石)	陽起石中の 含鉄量	磁鉄鈹中の 含鉄量
1	歪 頭 山	8.6	44.6	46.8	1.649	0.8 (算出)	33.7 (算出)
2	梨 樹 山	10.6	40.0	49.1	1.644	0.7	35.4
3	小 嶺 子	11.6	28.9	59.5	1.643	0.7	42.8
4	小 嶺 子	16.4	31.3	52.3	1.642	0.9	37.7
5	眼 前 山	14.5	44.0	41.5	1.639	0.7	32.3

上表により、この種の角閃石—綫狀鉄鈹ではカミングトン角閃石—鉄閃石系を含むものと異り、磁力選鈹の際の鉄分の損失が極めて少いことを知

第 3 表 歪頭山産ペアガス石の光学恒数

No.	消光角 Z∧c	光軸角 (+)2V	屈 折 率			複屈折 γ-α	多 色 性		
			α	β	γ		X	Y	Z
1	—	78°13'	1.628	1.634	1.643	0.015	黄	青 緑	青 藍
2	24°	85°50'	1.643	1.654	1.667	0.024	淡 黄	"	淡青緑

第 4 表

No.	1			2		
	容量百分比	比 重	重量百分比	容量百分比	比 重	重量百分比
磁 鉄 鉱	30.5	5.2	45.2	14.8	5.2	24.4
ペアガス石	13.0	3.1	11.4	19.2	3.2	19.4
石 英	56.5	2.7	43.4	66.0	2.7	56.2

測定は積算台による。

第 5 表 含ペアガス石—縞状鉄鉱 (第 3 表の 1) 分析値

	重量百分比	
SiO ₂	48.60	
TiO ₂	ナ シ	Al ₂ O ₃ +MgO+CaO=5.18%
Al ₂ O ₃	2.36	Al ₂ O ₃ :MgO:CaO=45.6:30.9:23.5
Fe ₂ O ₃	32.62	〔ペアガス石 (Dana の a system of min. に依る),
FeO	13.63	の平均は
MnO	0.01	Al ₂ O ₃ :MgO:CaO=36.3:32.8:30.9〕
MgO	1.60	
CaO	1.22	
Na ₂ O	0.22	
K ₂ O	0.04	
+H ₂ O	0.21	
-H ₂ O	0.13	
P ₂ O ₅	0.45	
S	痕 跡	
計	101.09	
全 鉄 量	33.40	
比 重	3.42	

分析；山上登志雄

る。又透角閃石—陽起石系角閃石の原鉱物は白雲石乃至アンケライトであつて、變成作用の下に珪酸と共に夫等の角閃石を生じたと考えられるが、夫等の原成分中の含鉄量も亦比較的少く、然も夫等の炭酸塩の含有も少く、多くは石英と共に酸化鉄鉱物粒の間を充たす従属的成分となつていたことを示す様である。

歪頭山に産する陽起石—石英—片岩中の陽起石は、第1表中の孰れの陽起石よりも屈折率が高い。肉眼的に青緑色を呈し、鏡下に無色、多少(100)上の双晶を行うものがあり、稀に聚片双晶を行うものもある。次の光学恒数を有する。

$$(-)2V=83^{\circ}, \text{ 分散 } \rho > \nu \text{ over } X, Z \wedge c = 13^{\circ}$$

$$\alpha = 1.638, \gamma = 1.666, \gamma - \alpha = 0.028$$

この値は本角閃石が寧ろ鉄閃石と陽起石の中間型なるを示す様である。又この場合の如く、酸化鉄鉱物に乏しいか或は之を欠くものゝ陽起石の屈折率が最も高いことは、鉄閃石の場合と良く一致し、且兩者ともに夫等を含む岩石の全鉄量は低い。

含パアガス石—縞狀鐵鑛

青緑角閃石中で、その屈折率が略中程度のものには、 $Al_2O_3 : MgO : CaO$ の比が大體パアガス石の夫れに一致し、且光学恒数、原子比等に於て光学性負のパアガス石¹⁾とは極めて類似していると思われるものが多い。併し乍ら夫等は總べて光学性が負であるのみならず、多色性はヘイスチングス角閃石のものに一致している。之に就いては既に記載²⁾した。

光学性が正であつて、光学恒数より判断しても全くパアガス石であると思われる角閃石は現在までに、唯歪頭山の縞狀鉄鉱中にのみ発見されている。その光学恒数を第3表に掲げ、又成分鉱物の割合を第4表に示した。更に第4表の(1)の分析値を第5表に記した。

第5表の分析値では通常のパアガス石よりも幾分礬土に富むのが指摘される。猶角閃石中の弗素の存在は確かめられていないが、併し弗素の存否が必ずしもパアガス石の特徴を示すものではない様である³⁾。(続)

1) Larsen, E. S. and Berman, H: the microscopic determination of the non-opaque minerals. U. S. G. S. Bulletin. 848 pp. 224~225, 1934.

2) 浅野五郎: 前出

3) Winchell, A. N.: Elements of optical mineralogy. part II. p. 247.

断口写真 Zapffe, C. A; Worden, C. O., Zapffe, C. 断口写真 (fractography) は冶金学で発達した顕微鏡写真技術の一つであるが、これを鉱物の断口を調べる爲めに、斜長石、正長石、白雲母、螢石、白雲石、方解石と双晶した方解石等を試料として、写真が撮影された。この写真から双晶、双晶面上の裂開、完全な劈開、一次劈開と二次劈開の交わり、双晶で出来た細かい條線、白雲母中の層間相、固体と液体の包裹物その他成因の不明の模様が認められる。又この様な模様は (Ia 型) 結晶の方向性に基づくもの、(Ib 型) 結晶の成長の不完全性に基づくもの、(Ic 型) 外来の二次的相に基づくもの、(II 型) 歪力に基づくものに分けられる。著者の一人は理想結晶と真の結晶の相違を調和するために、液体の micellar condition に固体状態の源があるとの “micellar 説” を提案し、これとの関係を附記している。(Am. Min. **36**, 202~232, 1951) [大森]

柘榴石族における Y 其他の微量成分の役割 Jaffe, H. Y. Sc 及び Zn 等の微量が常に柘榴石に含まれている。これらの成分が特に限られた柘榴石に見出されるのは類質同像の関係で説明される。即ち Y はマンガン柘榴石に常に見出され、これは Y^{+3} のイオン半径が 1.06 Å で Mn^{+2} の 0.91 Å に近似するため、 $Y^{+3}Al^{+3}$ と $Mn^{+2}Si^{+4}$ が置換するためである。又 Sc は苦土柘榴石に見出され、 Sc^{+3} (半径 0.83 Å) と Mg (0.78 Å) との置換に基く。Zn (0.83 Å) も同様である。他の微量成分としては Ga, Ti, Cr, Na, Li, Dy, Gd, Ho, Yb, Er, La, Ce, Nd, Pr, Sr, F, V, B, Be, Ge, Sn, Pb, Cu 及び Nb が分光分析で検出された。(Am. Min. **36**, 133~155, 1961) [大森]

ザンソフライイト Forman, S. A. ザンソフライイトの変種である valuevite は僅かに 3ヶ所に記載されたのみであつた。この中の 2ヶ所の試料に就いて新しく観察し、これを残りの 1ヶ所と比較した。即ちロシアの Achmatovsk 産の valuevite は単斜晶系で、空間群は $C2/m$ 、単位格子恒数は $a=5.24$, $b=8.98$, $c=9.79$ kX, $\beta=100^\circ 10'$, $a:b:c=0.584:1:1.090$, 単位格子中に $Ca(Mg_2Al)(Al_{2.8}Si_{1.2})O_{10}(OH)_2$ の 2 分子を含む。比重 3.076, 光学性負晶, 屈折率は $\beta=1.662$, $\gamma=1.663$, 光軸角 $2V=19^\circ 30'$ 。又 California 州 Crestmore 産の valuevite は化学的にも結晶学的にも上記と同様で、単位格子恒数は $a=5.204$, $b=8.995$, $c=9.833$ kX, $\beta=100^\circ 04'$, $a:b:c=0.5785:1:1.0987$, 比重 3.076, 屈折率は $\beta=1.659$, $\gamma=1.660$, $2V=21^\circ 15'$ 。イタリアの Adamello 産のものはこの Crestmore と類似している。併し初めて Rose に依つて記載された黄色種とこれらの緑色種との関係に就いては尙問題が残されている。(Am. Min. **36**, 450~457, 1951) [大森]

Conichalcite, cornwallite, enchroite, licroconite 及び olivenite Berry, L. G. Conichalcite は斜方晶系に属し、空間群は $Pnam$ 、単位格子恒数は $a=7.40$, $c=9.21$, $c=5.84$ Å, $4[CuCaAsO_4(OH)]$ を含み、比重は 4.33 で higginsite 及び erinite もこれと同様の粉末写真を示す。Cornwallite は単斜晶系 $P2_1/a$ で、 $a=17.61$, $b=5.81$, $c=4.60$ Å, $\beta=92^\circ 15'$, $2[Cu_5(AsO_4)_2 \cdot (OH)_4]$, 比重 4.68. erinite の若干はこれと同様の粉末写真を呈する。enchroite は斜方晶系, $P2_1 2_1 2_1$ で、 $a=10.07$, $b=10.52$, $c=6.12$ Å, $4[Cu_2AsO_4(OH) \cdot 3H_2O]$, 比重 3.45, $Z=b$, 光軸面 (001) である。Licroconite は単斜晶系 $I 2/a$, $a=12.70$, $b=7.57$, $c=9.88$ Å, $\beta=91^\circ 23'$, $4[Cu_2Al(As, P)O_4(OH)_4 \cdot 4H_2O]$, 比重 2.95. Olivenite は斜方晶系 $Pmmn$, $a=8.22$, $b=8.64$, $c=5.95$ Å, $4[Cu_2AsO_4(OH)]$, 比重 4.45. leucochalcite はこれと同様の粉末写真を呈する。(Am. Min. **36**, 484~503, 1951) [大森]

Empressite と Stuetzite. Thompson, R. M. Peacock, M. A., Rowland, J. F., Berry, L. G. Empressite は Colorado 州 Empress Josephine 鉱山から見出された $AgTe$ 式で示される鉱物で、stuetzite は Transylvania の Nagyág から産する Ag_4Te_3 の鉱物である。これらの二鉱物と、人工的に作られた Ag_5Te_3 及び $Ag-Te$ を X 線粉末写真で比較した。この結果 empressite の成分は $AgTe$ 又は Ag_7Te_5 に相当し、stuetzite はこれと類似するので、stuetzite の名称は除くべきである。(Am. Min. **36**, 458~470, 1951) [大森]

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Thermal study of copper ores from the Akayama mine,
Yamagata Prefecture: Second report (continued)
..... A. Sugaki and N. Yamae
- On the paragenesis of iron oxides and pyrite in the Yoshihara
mine, Fukuoka Prefecture.....S. Hayashida and H. Gohara
- On the igneous activities in Kakkonda region, Iwate Prefecture.
..... N. Hayasaka
- Study on some amphibole; banded iron ores from Manchuria
.....G. Asano
- Book review:
Elements of optical mineralogy, Part II (4th edition) by Winchell,
A. N. and Winchell, H.
- Abstracts:
Radioactivity and mineral deposits etc.
-

Published bimonthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.

昭和二十六年七月十六日印刷
昭和二十六年八月一日發行

第三十五卷 第三号

發行所 日本岩石礦物床學會
編輯兼發行者 大森啓一

印刷所 築氣出版印刷株式會社
印刷者 笹氣幸助

部 (本號) 六拾円 (會員外)